

紀伊半島の牟婁層群地帯で発生した国内最大規模の土石流と斜面崩壊の記載と発生過程の復元

著者	林 慶一
雑誌名	甲南大学紀要．理工学編
巻	63
号	1
ページ	1-24
発行年	2017-02-28
URL	http://doi.org/10.14990/00002369

紀伊半島の牟婁層群地帯で発生した国内最大規模の土石流と斜面崩壊の記載と発生過程の復元

林 慶一

甲南大学 理工学部 地学研究室

(受理日 2016 年 12 月 14 日)

要旨：平成 23 年（2011 年）の台風 12 号は、紀伊半島で多数の大規模な土砂災害を誘発した。中でも四万十帯の牟婁層群の分布地帯では、紀伊半島の他のどの地質帯よりも破壊的で大規模な土石流が発生した。その特徴は、大規模な斜面崩壊により長径数mの礫岩・砂岩の巨礫を含む土砂が溪床に大量に滑落し、その一部が土石流となって長距離にわたって流下して、大きな被害をもたらしたことである。このような斜面崩壊とそれに続く破壊的土石流の発生後間もない状態は、その後の復旧作業によって多くが失われており、初期状態を記載して残すことは将来の研究だけでなく、防災上も大きな意義がある。本稿では、この地域で最大級の土石流が発生した日置川水系の熊野（ゆや）川の源流部の熊野地区における崩壊斜面と土石流堆積物を調査して、それらの初期状態を記載した。また、この記載に基づいて土石流発生メカニズムを考察して、大規模な土石流が発生した原因を明らかにし、斜面崩壊の発生から土石流の堆積までの過程を推定した。その結果、牟婁層群地帯では、礫岩・砂岩・泥岩が未固結の状態で付加作用を受けて激しく褶曲した際に、砂層・礫層は層内での側方流動により本来の層厚よりもはるかに厚い部分が生じ、それらが強固に固結したのち、斜面での深層風化により長径数m~10 数mの巨礫となっていたこと、そしてこれらが山腹の高い位置から滑落し、大きな位置エネルギーを大きな運動エネルギーに変え、また風化で生じた細粒物質が潤滑剤の役割を果たしたこともあって、高速で流下して遠方にまで達したことが明らかとなった。

キーワード：土石流、斜面崩壊、地質、牟婁層群、極大巨礫、紀伊半島

1. 2011 年台風 12 号の豪雨による紀伊半島での斜面崩壊/土石流の概観

平成 23 年 9 月の台風 12 号は、日本の気象観測史上最大の連続降雨量をもたらした。紀伊半島を中心に観測史上空前の数と規模の土砂災害が発生させた。筆者は奈良県・和歌山県・三重県に分布するこれらの土砂災害のうち、大規模なものほとんどについて、Google Earth の発生 4~5 日後の衛星写真、国土地理院による 2~10 日後撮影の空中写真等を用いて斜面崩壊と土石流の初期状態を把握するとともに、発生 10 日後から断続的に合計 80 日余りの現地調査を行い、崩壊地の地質と風化状態や崩壊様式、土石流堆積物の粒度組成や岩石種と侵食状態などを把握した。

図 1 は、調査した紀伊半島における主要な斜面崩壊と土石流の発生地点を、崩壊地の地質との関係を示すために地質図上に示したものである。紀伊半島では、北部に三波川帯の変成岩、秩父帯の古い堆積岩、その南には四万十帯と呼ばれる主に中生代白亜紀から新生代新第三紀初頭にかけての堆積岩類が付加体となって広く分布し、これを不整合で覆って新第三紀中新世の浅海成の堆積岩と酸性火成岩類が東部と西部に分かれて分布する。2011 年の台風 12 号による大規模な土砂災害は、これらのうちの四万十帯と酸性火成岩類地帯に集中した。四万十帯はさらに北から南へ、古い方から新しい方へと日高川層群、音無川層群、牟婁層群の 3 帯に分けられる。日高川層群はチャートや石灰岩を含む海溝よりも沖の海洋底の堆積物が付加作用によって混在岩（メランジ）となった

地層群で、音無川層群は海溝に堆積した泥岩と砂岩の地層群で、牟婁層群はさらに陸側の大陸斜面から一部は大陸棚にかけて堆積した地層である（紀州四万十帯団体研究グループ, 2012; 宮地, 1990）。また、この地域の新第三紀の酸性火山岩類は、熊野酸性岩類と呼ばれ、マグマが地表に噴出して巨大な溶岩湖を形成したため、冷却速度の速かった縁辺部は火山岩の流紋岩となったが、冷却速度の遅かった熔岩の主部は巨大な花崗斑岩の岩体となったと考えられている（荒巻, 1965; 荒巻・羽田, 1965）。

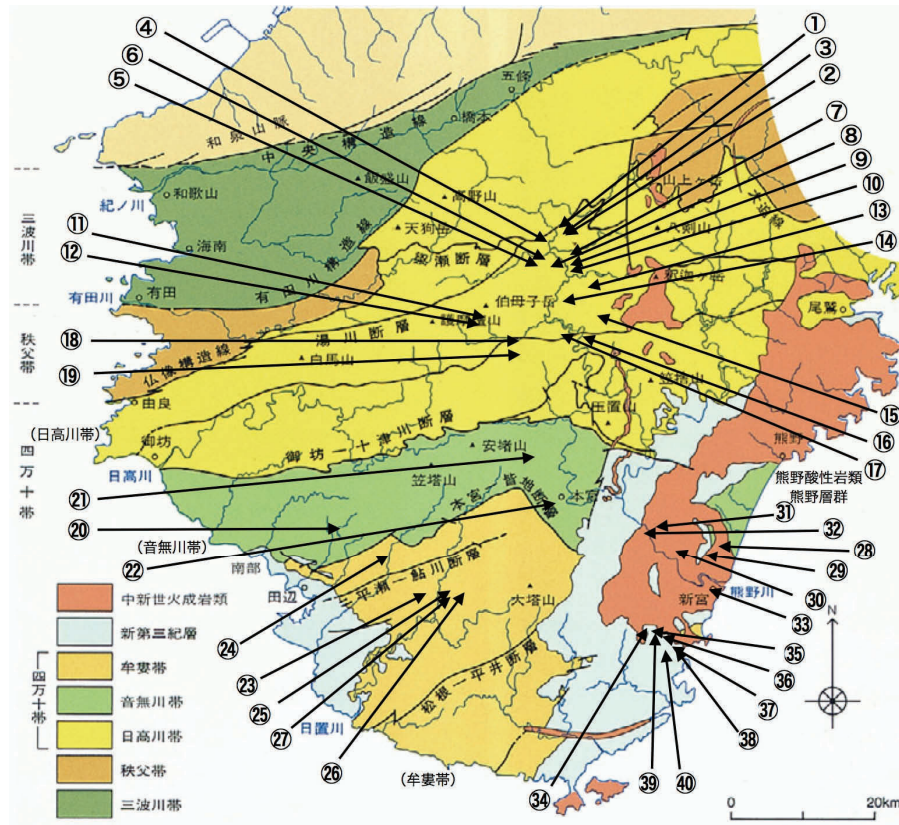


図1 紀伊半島の地質と大規模な土砂災害発生の地点

紀伊半島の地質図（吉松, 1999 in アーバンクボタ 38 による）上に、2011 年の台風 12 号による豪雨が誘発した大規模な土砂災害の発生日点 40 箇所を示した。①～④⑩の地点のデータを表 1 に示す。（林, 2012e）より引用）

これらの日高川層群・音無川層群・牟婁層群の地層群と熊野酸性岩の地質の違いが、発生する斜面崩壊や土石流にどのような違いをもたらすかを把握するため、各地点の斜面崩壊および土石流について、崩壊部の比高・水平距離・幅・原斜面傾斜角、崩壊堆積物の対岸への遡上の高度・水平距離・斜面傾斜角、崩壊地下方の溪床の平均勾配、土石流化した崩壊堆積物の流下距離などを調べた。その結果を表 1 に示す。

斜面崩壊については、その規模は比高のほか崩壊幅や崩壊深度などの要素を考慮する必要があるが、崩壊土砂の単位体積当たりの破壊力は、崩壊地での溪床からの比高の位置エネルギーを起源とすることから、崩壊のエネルギー規模は比高を指標とすることができる。一方、土石流については、発生時に持っていた運動エネルギーは土石流の流下距離に反映されるので、土石流堆積物先端部までの距離を指標とする。

そこで、大きな崩壊エネルギーを発生した斜面崩壊として、表 1 で崩壊部の比高の数値が 250m 以上の地点に絞り込むと、橙色のセルの 8 地点となる。これらのうち②を除く 7 地点が日高川層群の崩壊で、大きい順の 1～6 位を独占している。これは、日高川層群が四万十帯の中でも最も古い白亜紀の 130～70Ma の地層で最も強く固結していて風化に対して強く、高い山岳を形成して稜線と谷底の比高が大きくなっていることが、逆に崩壊に際しては稜線から溪床に至るまでの山腹斜面全面にわたる大規模なものとなることを示している。

			崩壊部				対岸遡上			溪床			堆積物	
			高さ H	水平距離 L	幅 W	原斜面傾斜角	高さ h	水平距離 l	斜面傾斜角	標高差 g	水平距離 s	溪床勾配	流下距離 D	
番号	地名等	地質	m	m	m	°	m	m	°	m	m	°	m	
1	辻堂柳谷	日高川層群	63	138	104	24.5	0	0		47	95	26.3	266	
2	辻堂鍛冶屋谷		10	25	22	21.8	0	0		64	122	27.7	1060	
3	辻堂鍛冶屋谷中流		73	138	84	27.9	/	/		81	147	28.9	430	
4	宇井		240	360	252	33.7	37	113	18.1	7	258	1.55	30	
5	赤谷		580	931	444	31.9	140	250	29.2	27	500	3.09	720	
6	長殿北		430	818	500	27.7	50	167	16.7	2	300	0.38	780	
7	長殿発電所北		138	225	125	31.5	/	/		36	82	23.7	777	
8	長殿谷		381	638	330	30.8	31	86	19.8	20	376	3.04	51	
9	小休場橋東		330	550	237	31	63	196	17.8	1	40	1.43	750	
10	田長瀬橋東		260	360	168	35.8	40	102	21.4	2	520	0.22	0	
11	小井谷北		114	264	200	23.4	5	13	21	42	201	11.8	462	
12	小井谷西		211	392	126	28.3	/	/		86	215	21.8	1340	
13	ミヤ谷		129	230	100	29.3	/	/		84	285	16.4	1420	
14	高津谷		102	214	120	25.5	4	31	7.35	13	156	4.76	840	
15	栗平		411	737	600	29.1	97	199	26	35	768	2.61	487	
16	川津		284	520	216	28.6	16	85	10.7	62	210	16.4	553	
17	野尻		209	434	350	25.7	40	115	19.2	167	351	25.4	1033	
18	三浦		172	307	250	29.3	18	78	13	43	160	15	333	
19	足谷		146	362	163	22	6	30	11.3	70	277	14.2	210	
20	伏菟野	音無川層群	110	179	127	31.6	/	/		12	80	8.53	255	
21	奥番		185	250	230	36.5	30	100	16.7	10	750	0.76	150	
22	本宮南	牟婁層群	90	171	85	27.8	7	40	9.93	10	175	3.27	40	
23	深谷		90	132		34.3	20	34	30.5	42	190	12.5	830	
24	滝尻		115	291	127	21.6	7	61	6.55	28	104	15.1	318	
25	峯垣内		128	191	80	33.8	0	0		86	160	28.3	419	
26	熊野(ゆや)		261	610	390	23.2	27	85	17.6	28	178	8.94	1500	
27	西大谷-南		48	132	110	20	8	22	20	20	50	21.8	1180	
28	神内(共立鉄工)		24	95	61	14.2	/	/		18	116	8.82	879	
29	明和小学校		35	111	27	17.5	2	10	11.3	33	73	24.3	608	
30	和田		107	211	62	26.9	/	/		48	179	15	2943	
31	立間戸谷		92	140	69	33.3	/	/		81	133	31.3	2176	
32	田長谷対岸		46	96	12	25.6	/	/		24	73	18.2	647	
33	文楽		24	60	18	21.8	/	/		29	64	24.4	316	
34	東の谷		11	56	5	11.1	/	/		38	73	27.5	1253	
35	麓北側-左岸の谷		41	65	30	32.2	/	/		36	69	27.6	310	
36	内の川		18	29	5	31.8	/	/		66	134	26.2	1068	
37	樋口川	6	33	14	10.3	/	/		11	57	10.9	400		
38	平野川	58	102	31	29.6	/	/		37	66	29.3	1157		
39	鳴子谷川	19	58	24	18.1	/	/		27	73	20.3	1116		
40	金山谷川	58	116	125	26.6	/	/		80	167	25.6	2358		
			250以上				/対岸Open			1000以上				

表1 各地層群・岩体で発生した斜面崩壊と土石流のデータの一部

各地点の番号は図1の番号と対応する。また、地名に重ねた色は図1の地質に対応する。データは、崩壊部の規模を表す数値群、崩壊した土砂の運動エネルギーを推測できる対岸への遡上規模を示す数値群、崩壊土砂が土石流になる主因と考えられている崩壊地直下の溪床勾配を算出するための数値群、崩壊土砂が土石流となって流下した距離を示した。対岸遡上の欄の「/」は、対岸のない開けた場所への流下を示し、この場合は崩壊土砂のエネルギーを、遡上規模では評価できないことを示す。

一方、大きなエネルギーを持っていた土石流として、堆積物の流下距離の数値が表1で1,000m以上のものに絞り込むと、橙色のセルの13地点となる。しかし、上記の大きな崩壊エネルギーの崩壊地として上がっていた8地点のうち7地点がここに上がっていない。これは、紀伊半島の四万十帯では、一般的には、斜面崩壊は大規模であっても長距離の土石流を発生させにくいことを示している。しかし、牟婁層群の崩壊地である㊸熊野では例外で、大規模な崩壊が長距離流下する土石流となっている。牟婁層群の崩壊では、㊸熊野だけでなく他の地区でも、崩壊の規模に対して長距離を流下するタイプの土石流が発生しているのが特徴である(表1および林, 2012c)。なお、1,000m以上の土石流発生地点の半数以上の7地点は熊野酸性岩類の斜面崩壊によるものであるが、これは林(2014)によって、熊野酸性岩類の主たる岩石である花崗斑岩が球形度の高いコアストーンとそれを取り囲む細粒のマサを形成し、後者が潤滑剤の役割を果たして前者を高速で遠方まで運ぶことに加えて、溪床に残留していた旧土石流堆積物も巻き込んで成長するため、崩壊部の規模が比較的小さいにもかかわらず、土石流が流下中に成長して著しく長く流下するというやや特異なメカニズムによるものであることが解明されている。この特異な例を除くと、紀伊半島に分布する堆積岩としては、牟婁層群は崩壊規模に対して異常に大きなエネルギーを持つ土石流を発生させ、長距離流下して溪流沿いに大きな被害を発生させる地質であると言える。

また、㊸熊野については、長距離土石流の発生した他の12地点では溪床勾配が $15\sim 30^\circ$ であるのに対して、 9° 弱と非常に緩やかであった。一般的には、土石流は、溪床勾配が $15\sim 20^\circ$ 以上で発生し、約 10° になるまでは流下し、それより下流側の $2\sim 3^\circ$ になるまでの範囲に堆積し、それより下流は後続洪水流のみが到達するとされている(水谷, 2009)ので、崩壊地直下の溪床勾配 9° 弱の場所で大規模な土石流が発生した事実は、一般論では説明困難である。

そこで、本稿では牟婁層群の崩壊に際しての異常な長距離土石流の発生の過程を明らかにするため、牟婁層群中で最大の斜面崩壊/土石流の発生した、日置川水系の熊野(ゆや)川の源流部の熊野地区における崩壊斜面と土石流堆積物を例に記載し、そのメカニズムについて考察する。

2. 熊野地区の斜面崩壊/土石流

2.1 斜面崩壊の発生地・地質

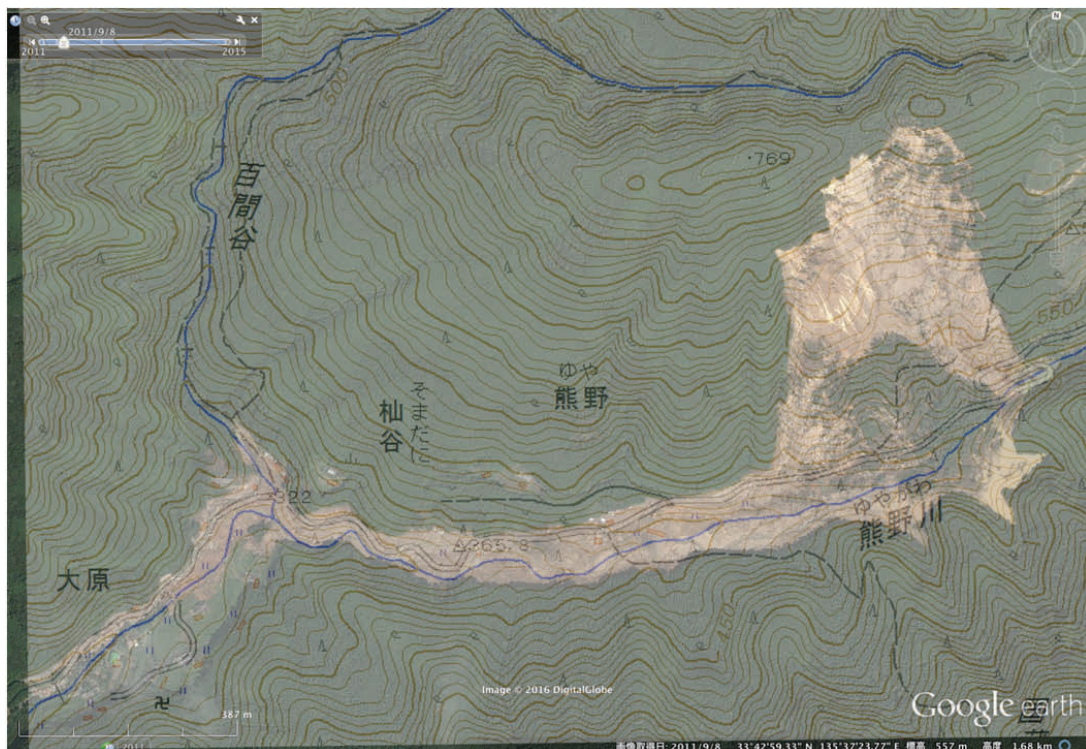


図2 熊野地区の Google Earth による崩壊状態と原地形を示す国土地理院の 1/2.5 万地形図

熊野地区の斜面崩壊を崩壊前の地形と比較するため、崩壊後の Google Earth の衛星画像の上に崩壊前の国土地理院の 1/2.5 万地形図を重ねたのが図 2 である。

斜面崩壊の発生地は、熊野川の最上流部で、上流へ 200m ほど進むと川が消失する、標高 450m ほどの溪床の右岸で、周囲は標高 700～800m ほどの稜線が西南西に開く馬蹄形に連なる地形で、一帯は遷急点のないほぼ一様な傾斜の斜面となっている。崩壊発生地点の溪床より上流の集水域は約 1.3 km² と小さく、記録的豪雨であっても溪床の水位は上がりにくい地域である。また、崩壊地付近の溪床勾配は約 9° で、一般的に土石流の発生域が 15～20° 以上、流下域が 10° 前後迄とされていることと比較すると、緩傾斜である。川の右岸には谷底より数～20m ほど高いところに、谷にほぼ平行に作られた道路があり、その沿道や 30～50m 高位に少数の家屋があり、それより低いところは田畑として利用されていた。したがって、地形的に見れば、通常考えられる規模の洪水や土石流に対しては十分安全な生活が営まれる環境であったと言える。

この地域を含む周辺の地質を、産業技術総合研究所 地質調査総合センターによって作成・公開されている 5 万分の 1 地質図幅「栗栖川」の一部に図 2 で使用した Google Earth の衛星写真を重ねた図 3 をみると、牟婁層群の打越（うちこし）層と合川（こうがわ）層がつくる南西にプランジする合川複向斜部に当たることが分かる。この複向斜は北東-南西の軸を持つ 2 つの向斜とそれらの間の背斜構造からなるが、崩壊地の北縁では断層によって打越層と合川層が断層で接していると推定されている。しかし、今回の崩壊で巨大な露頭が形成され、野外調査によって両者の境界断層が確認され、その位置は推定された位置よりも 300m 南側の、崩壊斜面の山腹の下部に

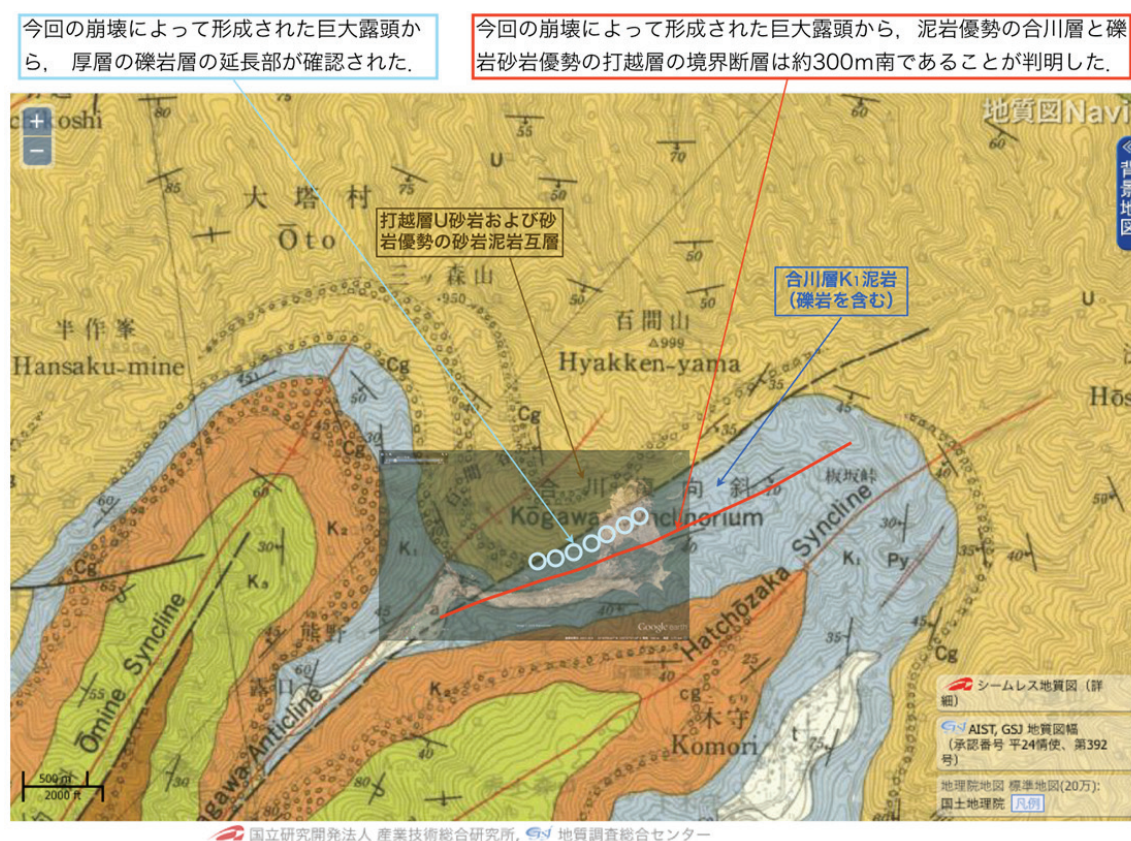


図3 熊野の斜面崩壊/土石流発生の前後の比較

国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センターによって公開されている鈴木ほか（1979）の地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅）「栗栖川地域の地質」の一部に、図 2 でも示した Google Earth による崩壊 4 日後の衛星写真を重ねた。さらに、本研究の過程で確認することができた、崩壊地付近の打越層と合川層の推定断層の実際の位置を赤線で、打越層内の礫岩層の連続を青○で描き加えた。

あることが明らかとなった。そして、崩壊斜面の大部分は打越層からなることと、断層に切られて連続しないと推定された礫岩層が崩壊斜面の中部に等高線方向に延長されることが判明した。

今回の土石流の発生後にこの地域の地質を改めて見直すと、溪床には今回とほぼ同じ大きさの巨礫が今回の土石流堆積物の末端よりやや下流側まで多数見られ、溪床から 20m も高位までの基盤にかつての土石流堆積物が付着していることが確認され、今回と同程度の規模の土石流が過去にも起こっていたことを示す証拠があり、この土石流を想定できなかったわけではないことが分かった。

2.2. 斜面崩壊と土石流の概要

斜面崩壊と土石流の発生の前後(崩壊の 55 日前の 2011 年 7 月 10 日と崩壊 4 日後の 9 月 8 日)の変化を, Google Earth による鉛直方向からの衛星写真を南南東の高度約 1,400m からの鳥瞰図化して比較したのが図 4 である。また、発生後の Google Earth による鉛直方向からの衛星写真を、図 5 に示す。

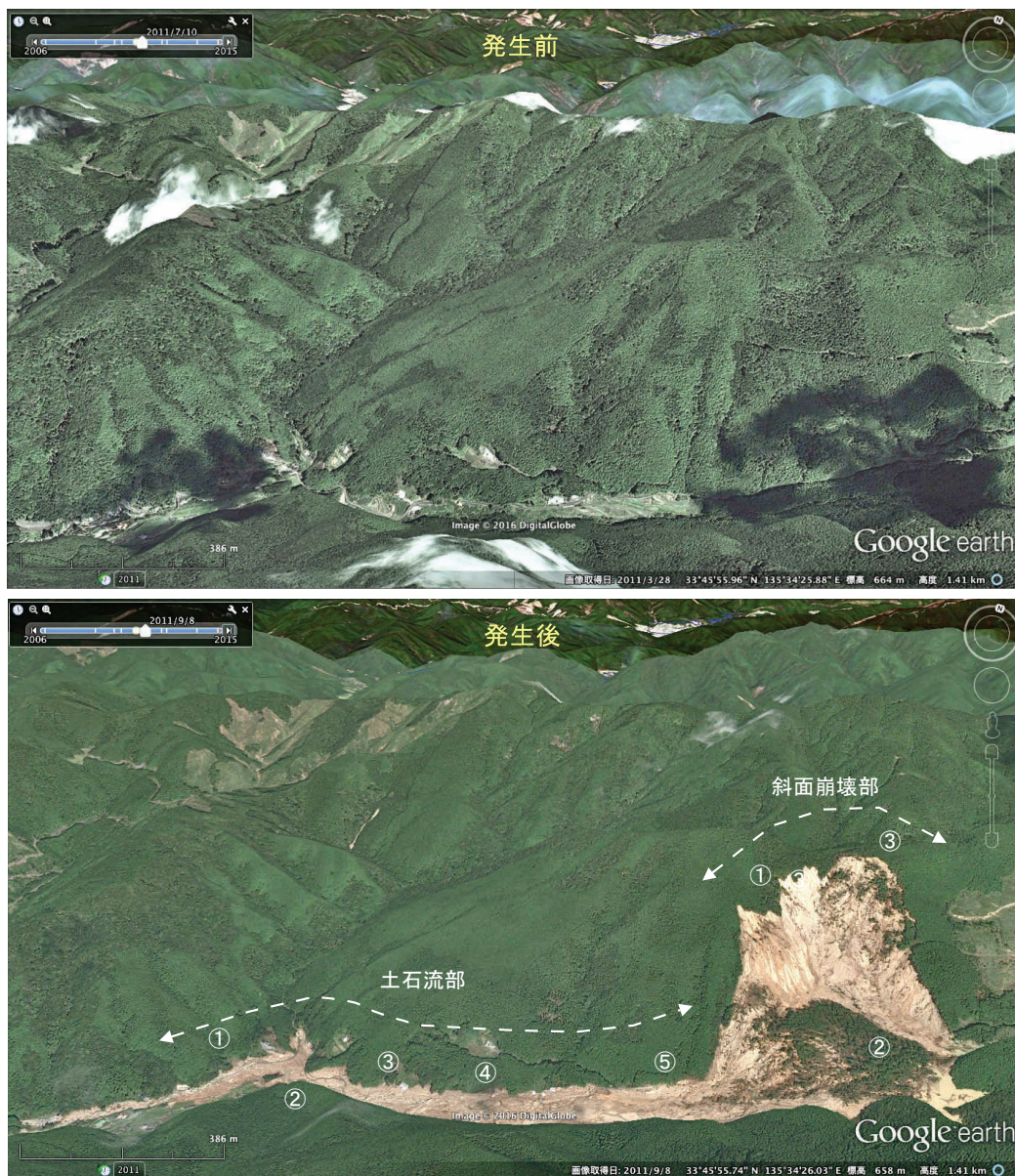


図 4 Google Earth の衛星写真の鳥瞰図で比較した熊野地区の斜面崩壊/土石流の発生前後の比較

発生後の下図中の番号①…は、次章で土石流と斜面崩壊を記載する際に区分した領域を表す。



図5 熊野地区の斜面崩壊/土石流の2011年9月8日（発生4日後）のGoogle Earthの衛星写真

Google Earth では大規模災害が発生した際には、その後のできるだけ早い時期の画像が保存されている。

土砂災害の発生は、2011年の台風12号による豪雨が終息に向かっていた9月4日午前6時45分頃と推定される(和歌山県, 2013)。熊野川源流部の右岸の標高750m前後の稜線付近から谷底に至る、緯度 $33^{\circ} 42' 53''$ N- $33^{\circ} 43' 12''$ N, 経度 $135^{\circ} 37' 40''$ E- $135^{\circ} 37' 56''$ Eの範囲で、南に開く馬蹄形に大規模な斜面崩壊が発生した。崩壊部の中軸部での比高は261m, 最大崩壊幅390mで、崩壊深は上位からの崩積土に埋められている部分もあり明確ではないが、最大で数10mに達すると推定される。崩壊土砂量は、崩壊深が場所によって大きく異なる上に、上方からの崩積土で厚く覆われていて推定すら難しいところもあり正確な推定は難しいが、千木良ほか(2012)によれば520万 m^3 という推定がある。これは、紀伊半島で発生したすべての深層崩壊の中で、奈良県十津川村の栗平、同赤谷に続く3番目の規模である。また、大規模な崩壊では対岸に崩壊物質が遡上して表層の植生・風化層などを剥ぎ取る現象が広く見られるが、本崩壊地でも対岸を最大で高さ27mまで遡上・侵食したのち溪流沿いに流下した跡が認められる。

今回の土石流によって、道路とその脇の低い位置にある家屋がほとんど破壊され(図5)、2名の死者と1名の行方不明者が出た。これらの被害のほとんどは斜面崩壊発生地から下流側に離れた場所で生じており、崩壊地から遠方まで流下した巨大な土石流によるものである。その土石流の流下距離は約1,500mに達し、堆積岩起源の土石流としては紀伊半島で最長であった。また、牟婁層群以外の崩壊地では見られない径10mにも達するような極大の巨礫が多数含まれており、これらが絶大な破壊力を持っていたため、流下中は溪床から10m以上、高いところで30mの高さまで河岸を激しく侵食した。土石流は、末端部では広がったため薄くなったが、先端部にまでこれらの極大の巨礫が多数到達した。

以下では、土石流について溪床を末端(＝先端)から発生域へたどり、次にその元となった山腹の斜面崩壊部について、地質学的視点を加えて記載し解釈する。

2.3 土石流部の記載と解釈

土石流の各部の写真と解説を下流側と上流側の2つに分けて、図6・Aおよび図6・Bに示す。各図では全域をGoogle Earthの衛星写真を用いて示し、その上に地上の各地点で撮影した土石流の状態を示す写真を示している。全体図の上には、各写真の撮影位置(橙色線の端)と撮影方向(黄色矢印の方向)を示している。土石流部全体は、堆積物の粒度組成や厚さ、侵食の状態、地形などの違いに基づいて、下流側を①、②、③(図6・Aの写真1)、上流側を④、⑤(図6・Bの写真9)の5つの領域に分割して記述する。

なお、土石流の流動特性に関して工学分野で利用される構成則については、土石流の材料特性と運動特性との関係について十分な理解が得られていない現状では、その理論の多くが物理的・数学的考察を基礎に構築されていて、それらの考察に関する実証が困難であり、研究者によって現象の捉え方や理解の仕方が異なり構成則もかなり異なったものになっている(地盤工学会, 2003)。したがって、本稿では物理学的・数学的な構成則には言及せず、実際の土石流やモデル実験で観察されている流動特性を基に解釈する。

【①の領域の記載】

百間谷との合流点の西側高台からの①から②にかけてのパノラマを写真3に示す。①の領域は土石流の末端部で、谷がやや開けた地形になっている部分で平均溪床勾配は約 3° である。土石流もこの地形を反映して広がって堆積している。①の先端部では川に架けられた高さ2mほどの堅固な鉄骨コンクリート製の橋(熊野川橋)が径2~3mの巨礫を多く含む土石流堆積物を停止させており、巨礫の一部は橋上に載って停止したり、乗り越えて鉄製の欄干をちぎり取って橋の下流側へ落下している(写真2)。この付近では細粒物質の割合が非常に少なく、巨礫が主体になっているのが特徴である。

①の領域の中間点の右岸にある河床から9mほどの高さの家屋(写真4)では、屋内に土石流が高さ1mで侵入している。この家屋の上流側には長径11mを最大とする10m前後の極大の巨礫が広い範囲に散在し、その多くが堆積面の上に突出した状態で堆積している(写真4)。巨礫の礫種は礫岩、礫質砂岩、砂岩で、円磨度は角礫~亜円礫と多様である(写真7)。なお、今回の土石流によるこれらの巨礫と同様な巨礫が、写真4の家屋の上流側のやや高位に風化した状態で重なっているのが認められる(写真4右上)。

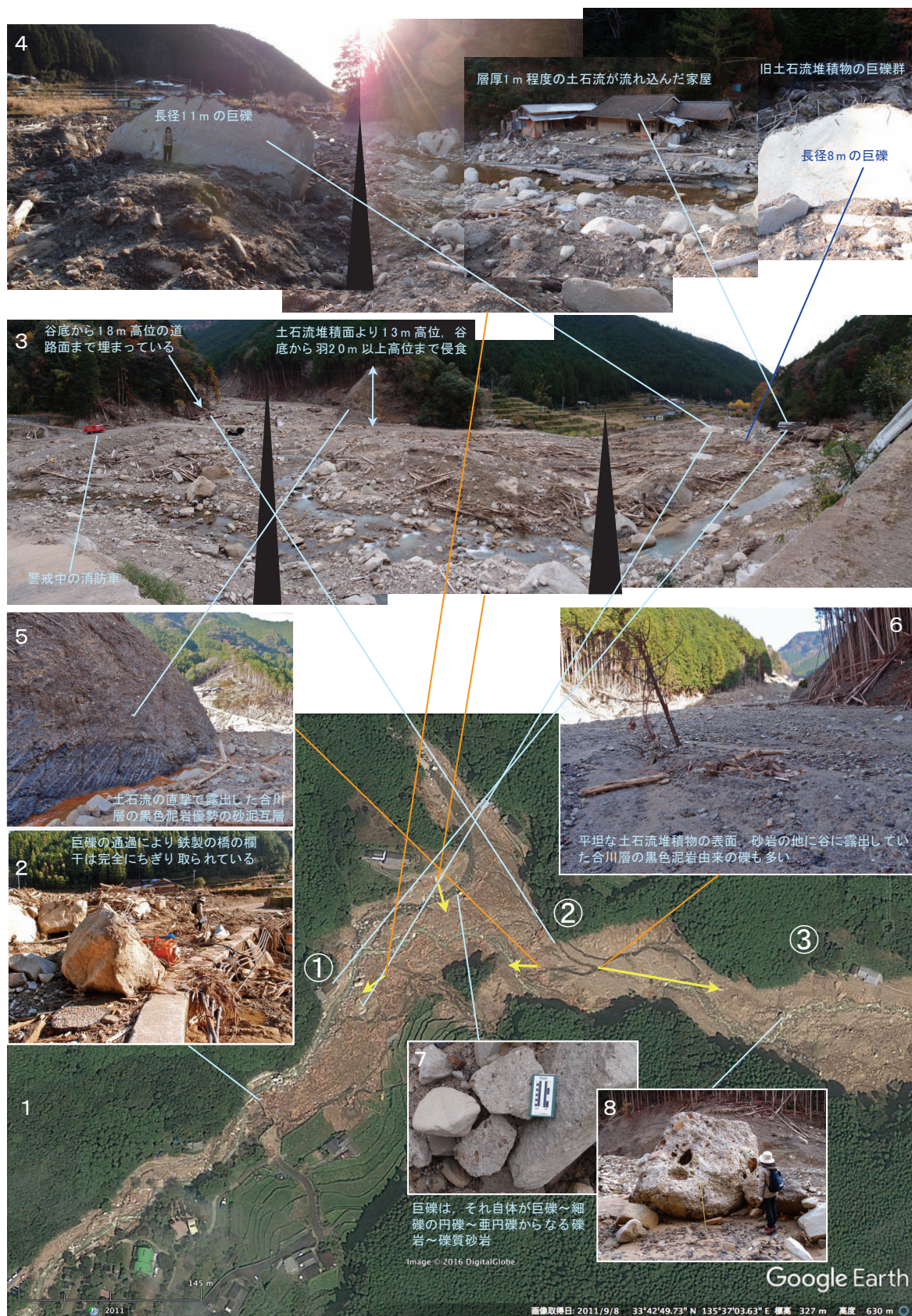


図6-A 熊野地区の土石流下流部の状況

全体図は Google Earth の 2011 年 9 月 8 日の画像を使用.

【①の領域の解釈】

土石流は一般的に溪床勾配が 10° 以下になると流下過程から堆積過程に移行し、 $2\sim 3^\circ$ 以下では後続洪水流のみの流下となるとされている（水谷，2009）ので、①の領域の 3° の場所で土石流が停止したのは、橋による堰き止め効果を加味しなくても十分に合理的に説明できる。最先端の橋の部分では高さ 2 m の橋下をくぐることでできなかった巨礫が引っかかった状態で停止し、それらを土台にして橋の上に載った礫とそこから下流側に落下した巨礫も少数認められることから、土石流の厚さは 3 m 程度と推定される。橋の激しい破壊状態からは、橋がなければ巨礫群はもう少し下ろすことができる運動エネルギーを持っていたことが推定される。この部分は細粒物質が少なく礫が主体であるが、これは石礫型土石流の先端部はほとんど Stone Flow（石だけの流れ）である（奥田ほか，1977）からである。

①の領域の広い範囲に見られる巨礫が表層に突出している現象は、土石流堆積物に一般的に見られる上方粗粒化の結果であると考えられる。ここでは土石流堆積物が河床から 9 m の高さの写真 4 の家屋に 1 m の厚さで侵入していることから、土石流の最大流動深は 10 m ほどであったと推定される。実際、写真 3 の土石流堆積面の下には、1 ヶ月前の Google Earth の写真と比較すると、2 箇所で平屋の建物が埋まっており、それらの遺物が堆積物中に散在していることも確認された。現地で警戒に当たっていた消防団員からは、「以前の景色を思い出せないほど変わってしまった」という言葉が聞かれた。①の領域に散在する極大の巨礫の堆積直前の運動状態については、上記の消防団員の話によれば、写真 4 の家屋の住人は左側の長径 11 m の巨礫が「飛んできたのを見て、高いところに駆け上がった」との証言がある。

前記の先端部で巨礫の運動エネルギーがある程度残っていたこととも合わせると、①の領域では、土石流の下層の細粒物質が河床が広がることで底面との摩擦で速度を落として堆積していったのに対して、土石流上層の巨礫はその細粒物質の上を大きな運動エネルギー保って高速で移動してきたと推定される。また、これに伴い、写真 4 の家屋付近から先端に至る 100 m ほど流下する間に、土石流堆積物の厚さは 10 m から 3 m ほどへと急激に薄くなったと解釈される。和歌山県（2013）に記された上記の家屋の住人の証言によると、9 月 4 日の午前 6:45 に家に迫ってきた土石流の厚さは 5 m ほどであったとの証言があるが、この証言はこの解釈と矛盾しない。

【②の領域の記載】

②の領域は、図 2 の災害前の地形図や図 4 の崩壊前の立体的な衛星写真でも分かるように、今回の土石流の流下経路中で谷幅が最も狭くなる狭窄部である。写真 3 のパノラマの左側がこの部分を下流側から見たもので、写真 5 が中に入って見た左岸側の様子である。

この部分は狭窄部であると同時に、溪床勾配が 7° 弱の③の領域から約 3° の①の領域へと急変する部分でもある。パノラマ写真 3 の左奥の上流側の右岸（写真では左）は、谷底から 18 m 高位にあった道路面までが土石流堆積物によって埋まっているが、それより高位は樹木が枝を残して立っておりほとんど侵食されていない。一方、右岸の狭窄部から①の開けた領域に入るところでは、激しい侵食を受けて斜面が 10 m 以上も後退して合川層 K1（鈴木ほか，1979）の泥岩優勢砂泥互層が大きく露出するとともに（写真 5）、土石流堆積面より 13 m の高位までの表土・植生がすべて剥ぎ取られて（写真 3）、その頂部には巨礫が残留している。

【②の領域の解釈】

上流からこの領域に入った時点での土石流の厚さは、上記の右岸の 18 m 高位の道路面まで埋積されていることから 20 m 近くあったと推定される。②の領域の出口に当たる左岸でも、写真 5 のように谷底から 20 m 以上の高さまで侵食されていることから、土石流先端部が最高位時には 20 m 余りの流動深を持っていたと推定される。このような谷底から 20 m 以上高いところまでの激しい侵食は、ここより上流側では一般的であるが、下流側では皆無である。このことから、土石流の運動が②の領域の前後で急激に変化したと推定される。また、これより上流側では谷底から 20~30 m もの厚い土石流堆積物が谷を埋積しているが、この区間の出口に当たる写真 3 に示した場所では一旦侵食した高度よりも 13 m も低い位置に土石流堆積面があり、土石流の先端部が段波状で盛り上がりつつある（奥田ほか，1977；高橋，2004）としても差が大きすぎるので、下流側では多くの碎屑物が流出したことによると推定される。勾配が緩やかになるにもかかわらず碎屑物が大量に流出したのは、①の開けた領域に

入ったことで厚みを持っていた土石流が広く薄く散開したためと解釈される。

写真 5 の場所での侵食による 10m 以上もの斜面の後退は、そこにあった合川層 K1 の泥岩優勢砂泥互層の剝削物質が土石流物質に付加されたことを意味する。この露頭で確認される細片化されやすい黒色泥岩と薄層砂岩は、ここから上流側へ崩壊地に至るまで続き、砂岩層の厚さはまれに最大 1.5m に達するが、ほとんどは数 cm 程度で、土石流中に含まれる極大の巨礫（写真 2）の母岩となるような数 m に達する厚層の砂岩を溪床に見出すことはできない。したがって、巨礫の供給源は先端部から約 1,500m 上流の崩壊地であると推定される。ただし、供給源は同じでも、過去の土石流が溪床に残留していた巨礫が今回の土石流に巻き込まれて一体となって流下してきた可能性は十分にある。しかし、今回の土石流の流下域については、災害発生以前の溪床が両岸からの植生で隠されていたため衛星写真等でその実態を知ることができない。一方、主要な巨礫についてその表面の風化状態などを確認した範囲では溪床で風化した形跡のある巨礫は見出されていない。したがって、溪床に残留していたとしても、今回の厚い土石流の流下中に表層にまで出てくることはなかったのではないかと推測される。

【③の領域の記載】

③の領域は、②の領域の上流側の、写真 6 に見られるように谷幅がやや広くなる部分で、溪床勾配は $6\sim 7^\circ$ である。①の領域に比べて巨礫が稀で、大礫以下の碎屑物からなり、砂岩よりも合川層 K1 由来の黒色泥岩の中礫・小礫の角礫が多い。少ない巨礫の一つが写真 8 の礫岩の径 3m ほどの巨礫である。①の地域に多く見られた巨礫の礫種は、写真 7 のような砂岩や中礫までの礫岩であったが、ここでは小型巨礫を多く含む礫岩が見られた。この領域での土石流堆積物の厚さは、図 2 の地形図から読み取れる元の谷地形と比較すると、平均して 10 数 m ではないかと推定される。

【③の領域の解釈】

土石流は先端部に巨大な石が集中する（奥田ほか、1977）ので、土石流物質としてとしては細粒で平滑な表面となっている③の領域の堆積物は、後続流によって形成されたと考えられる。崩壊地から 1,000m 以上流下してきた地点なので、ここに達するまでに崩壊地での碎屑物が、前後方向に分級されて、前方の巨礫を多数含む激しい流れが①の領域にまで到達したのに対して、後続の細粒部分は②の狭窄部での堰き止め効果もあり、この③の領域に多くが堆積した可能性が高い。溪床勾配は①の領域よりは大きく $6\sim 7^\circ$ であるが、一般的に 10° 以下で堆積域になる（水谷、2009）ので、堆積が起こったことは合理的に説明できる。崩壊地では合川層 K1 の黒色泥岩は下部に僅かに露出することが今回確認された（図 3）ので、大量の黒色泥岩の中礫～細礫の存在は、合川層 K1 の黒色泥岩が連続して露出していた溪床・山腹斜面の土石流による激しい侵食を示していると考えられる。

【④の領域の記載】

④の領域は、極大～小型の巨礫が表層に多く見られる部分で、土石流堆積物表面の凹凸がしばしば 3m に達することが特徴であるため、③の領域からは区別される。ただし、③から④の領域にかけての変化は漸移的で、溪床勾配も $6\sim 7^\circ$ でほぼ同じである。この領域では、河岸側の高い位置に、溪床に残留する土石流堆積物から離れて、巨礫が持ち上げられたような状態で堆積しているのが観察されるところがある。写真 12 はその典型例で、溪床より 16m 高位にあった道路上に、置かれたように径 5m の極大の巨礫が堆積している。一方、谷を埋めている土石流堆積物の表面では、溝状の凹部で基質が少なく礫が多く、写真 11 のように礫支持の構造をなしており、上部ではしばしば空洞となった“すかし”が生じている。これらの礫は大きく、写真 11 の礫は長径が 13m に達し、随伴する礫も 2m 前後のものが多く、上方粗粒化を示す。他方、凹部以外の部分は比較的平坦で、写真 13 に見られるように小さく波打った堆積面に巨礫を載せたような状態が観察され、巨礫から粘土までの極めて淘汰の悪い碎屑物からなる。谷底から 18m の高位にあった写真 13 の奥に見える家屋は土石流に浮き上げられて下流に 20m ほど流されている。

一方、この領域の両岸には、写真 10 のような淘汰の悪い基質中に極大巨礫が含まれた堆積物が、今回の土石流による侵食で現れた部分がある。この堆積物中の巨礫の大きさや基質の状態は、今回の土石流でこの付近に堆積したものに酷似しているが、巨礫の表面は赤黒く変色しており、基質の部分も赤っぽいという点で明瞭に異なる。

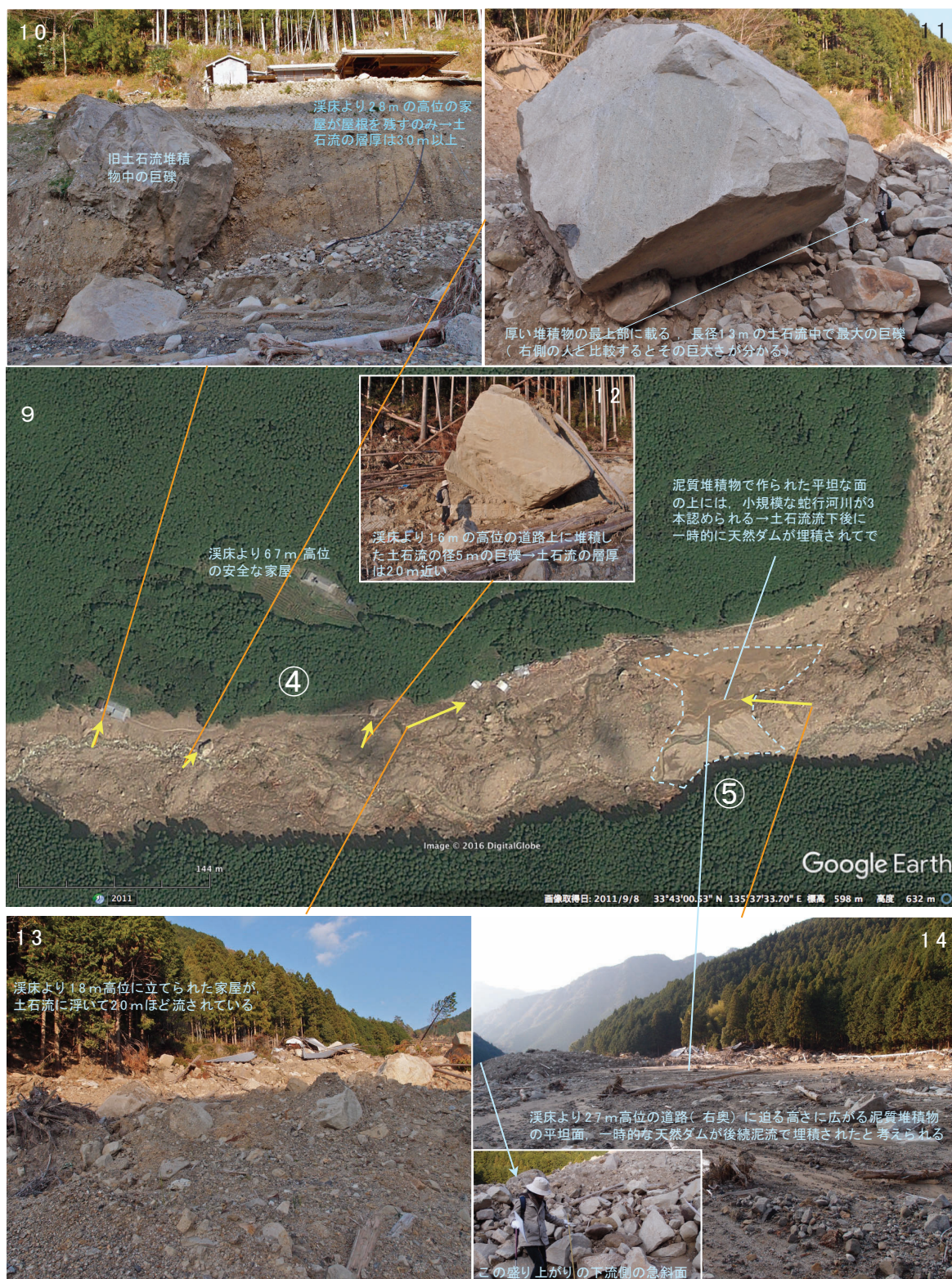


図6-B 熊野地区の土石流上流部の状況

全体図は Google Earth の 2011 年 9 月 8 日の画像を使用。

【④の領域の解釈】

土石流は巨礫を先端部に集中させるとともに、一部の巨礫を側方河岸へ押し分けるように移動させて、側方の高い位置に堆積させる現象が、多くの土石流の動画記録で観察されている。写真 12 の道路上の巨礫は、写真 11 のように土石流の上部に浮いて滑るように運ばれていた多数の礫の一つが、このようなメカニズムで河岸に持ち上がられたものと考えられる。

土石流堆積物の表面で凹部になっているところで礫の間の基質が少ないことや“すかし”が生じている（写真 11）のは、後続の泥流や流水によって、本来の淘汰の悪い土石流堆積物（写真 13）から細粒物質が流出したためと考えられ、その結果として碎屑物の量が減少して溝状になり、その場所が流路として固定されて深くなったと考えられる。淘汰の悪い碎屑物が高く重なっている部分（写真 13）は、雨水がこれらの流路によって集中的に運ばれるため侵食を受けにくく、土石流堆積の初期の状態を保っていると考えられる。この初成と見なせる堆積物の淘汰が非常に悪いのは、崩壊地からの流下距離が土石流先端部までの半分程度と比較的短いため、流下中に進行する分級があまり進んでいなかったからと解釈される。溪床から破壊された人家・道路までの比高から、侵食した土石流前方部の厚さはこの付近では 20～30m であったと推定される。

写真 10 の巨礫の色が今回の土石流の礫の色と異なるのは、透水性の高い地中での地下水による風化で黒色の二酸化マンガンや赤色の酸化鉄が表面に付着しているためであり、基質が赤っぽいのも地下水に含まれていた鉄分が碎屑物の表面に付着して酸化して酸化鉄となったからである。したがって、粒度組成や組織から土石流と判定されるこの堆積物は、旧土石流堆積物であると結論づけられる。このような旧土石流堆積物が山腹に貼り付いて残っていたために谷に平行な細い平坦部が続き、そこに道路が作られ、人家がそばに建てられたと想像される。

【⑤の領域の記載】

⑤の領域は、写真 9 の内の淡青色の破線で囲まれた部分で、泥質堆積物に覆われる、勾配が 1° 以下の水平に近い平坦面で、他の領域では全く見られない微地形になっている（写真 14）。この表面には小規模な蛇行河川が 3 本認められる（写真 9）。また、平坦面の下流側には最高で 2m ほどの比較的細粒の淘汰の悪い堆積物の盛り上がりがあり、その下流側の斜面は 22° の急傾斜となっており、下位の粗粒の巨礫の多い堆積物を覆っている（写真 14 の左下の写真）。元の溪床勾配は 4° 弱で、上流側 6° 弱、下流側の 5° 弱より少し傾斜が緩やかな部分である。

【⑤の領域の解釈】

泥質堆積物の堆積は、流入した泥水がほとんど停滞するに環境下でのみ可能であるので、⑤の領域は一時的な滞水環境であったと解釈される。これを形成したのは下流側にある堆積物の盛り上がりによる堰き止め効果である。この堆積物は下位の④の領域の巨礫を主とする堆積物を後から覆っており、下流からここまでたどってきた土石流堆積物とは別の、後の堆積物であることは明らかである。この堆積物の成因については、後述のように、土石流の流下の後に崩壊地東側の下方で大規模な地滑りが発生しており、その移動体が下流側では薄くなって断片化しながら下流側に伸びていることが判明しているため、その一部がさらに流下したものである可能性が最も高い。このようにしてできた地滑り体由来の淘汰の悪い碎屑物が、土石流堆積物の上に累重して小規模な天然ダムを形成し、そこに流れ込んできた高密度の泥水から泥が大量に沈殿して、埋め立てられて平坦面ができたと考えられる。埋め立てられた後は、上流からの水が蛇行しながらその上を流れることになり、表面の小さな蛇行河川はその跡と考えられる。

2.4 斜面崩壊部の記載と解釈

斜面崩壊部の写真と解説を図 6-C に示す。写真 15 に示した斜面崩壊部の全域は、侵食痕や崩壊堆積物の分布・断片化の状態に基づくと、①深層崩壊による侵食領域とその崩壊物質の移動先である領域（黄緑色の点線の内側の部分）、②植林の良く保存された地滑り移動体である領域（水色の破線で囲まれた部分であるが、元の位置は水色の点線で示された部分となる）、③植林分布が分割・分離しながらも比較的保存されている崩壊と移動の程度の小さい領域（淡緑色の点線で囲まれた部分）の 3 つに分けられる。

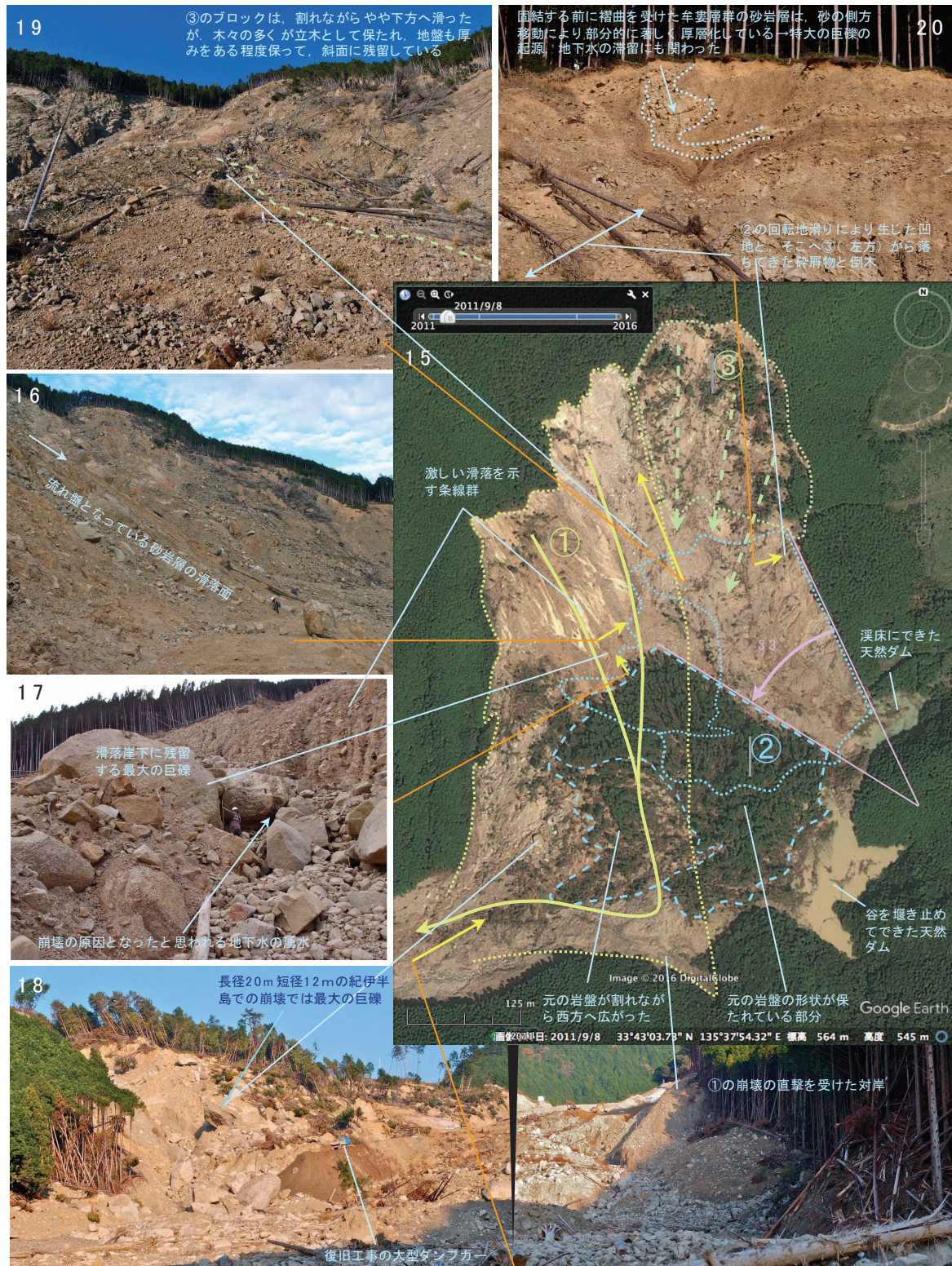


図6-C 熊野地区の斜面崩壊部の状況

全体図は Google Earth の 2011 年 9 月 8 日の画像を使用.

【①の領域の記載】

①の領域は崩壊部のほぼ西半分（写真 15）の平面面積 11 万 m²ほどの部分で、崩壊地全体の 6 割弱を占める。上部は 3m にも達する深い条線が最長 200m にわたって刻まれた（写真 15、写真 17 の右上）傾斜 40° 前後（写真 16）の滑落崖で、下部は西側半分に長径が最大で 20m にも達する極大の巨礫を含む崩壊堆積物（写真 18）が厚く堆積しており、東側半分は後述の②の地滑り体によって覆われているが、上端部に西側と同じ極大巨礫を含む崩壊堆積物が見られる（写真 17）。溪床を越えた対岸の平均傾斜角約 18° の斜面には、最大で高さ 27m、水平距離 85m まで表土・植林と風化層が剥ぎ取られた跡（写真 15、写真 18 の右側）がある。

【①の領域の解釈】

上部に見られる深く長い条線は、下部にその一部が残留している極大の巨礫によることは明らかで、これらがばらばらに高速で滑ったことを示している。巨大崩壊では途中から、水がなくても粉体流として岩屑の高速流に変わる（千木良，1995）が、ここでは条線の上端が滑落崖の上部から始まっているものが多いことから、滑落前の風化によって予めこれらの礫は周囲の物質から分離・独立して運動できる状態にあったことが明らかである。また、上部の長い条線は、この滑落が途中で減速することなく高速で下部にまで達したことを示しており、さらに対岸斜面への大規模な遡上はその運動エネルギーが、溪床へ到達後も相当程度保持されたことを示している。また、この対岸斜面には侵食を引き起こした碎屑物の残留が少ないことから、その後も大きな運動エネルギーを持って谷沿いに土石流となって流下したと考えられる。この推測は、この土石流が紀伊半島で台風 12 号の豪雨による堆積岩類の崩壊で発生した多数の土石流の中で最長の流下を示したことで調和的である。このメカニズムについては、高橋（2006）による、“斜面上の深層崩壊では、土塊の空下率が非常に大きくて、移動土塊の下部の水に飽和した部分が容易に液化化する”というメカニズムがそのまま適用できる。

また、土石流となっても大きな運動エネルギーを持っていたのは、林（2012e）によって明らかにされた音無川層群の泥岩優勢の地質域での崩壊現象と対照的で、崩壊途中で碎屑物自体が自破碎細粒化する場合には、位置エネルギーから変化した運動エネルギーの多くが滑落途中での破壊のために消費されるのに対して、予め風化によって碎屑物が崩壊時にそれ以上破壊されない素材となっている場合は、位置エネルギーの多くが運動エネルギーに変換されるからである。また、崩壊物質を単位質量当たりで比較すると、粒子間の摩擦で失われる運動エネルギーは、細粒物質では粒子数が多いので大きくなるが、巨礫が混在する場合には粒子の数は少ないので少なくなり、全体としての運動エネルギーの損失は少なくなる。この地区の土石流は最大で長径 20m に達する極大の巨礫を含んでおり、図 1 に示した紀伊半島で発生したすべての土石流中でも最大の巨礫を含んでいたことから、流下中のエネルギー損失が最も小さく、表 1 の崩壊地の比高から推定される本来の位置エネルギーとしては 7 番目であるにもかかわらず、土石流の流下が最大となったと考えられる。

【②の領域の記載】

②の領域は崩壊部の下半分を広く占める、植林の良く保存された部分である（写真 15）。その平面概形は斜面の端から右回りに 235m、180m、210m、165m、160m の辺で囲まれた五角形で、平面面積約 7 万 m²で崩壊地の全面積の 1/3 余りを占める。ただし、このうちの南西側約 1/3 は前記のように①の下部の崩壊堆積物の上に乗るようになるように広がっている（写真 18 の中央の上部）ので、①と②の合計は数字上は 9 割強となるが、この重複部分を考慮すると全体の 8 割強である。この領域の堆積物は全体として元の岩盤が良く保存されていて、碎屑物となって粒子が個別運動した形跡は、南西縁辺部の土石流部の⑤の領域に連なる部分に僅かに認められるだけである。また、図 2 の地形図と衛星写真の比較で分かるように、本領域の南東側では溪床上流側に小規模な天然ダムが見られ、南側にも別の天然ダムが見られる（写真 15）。

【②の領域の解釈】

植林は、周辺の未崩壊部分の斜面に見られるように、木々が等間隔に近い均一な面密度での植生なので、崩壊部において生じたその密度変化は、元の岩盤の保存の程度や水平方向の移動を知る有力な手がかりとなる。②の領域の北東側 2/3 ほどの大部分は、植林が元に近い密度の立木状態で保存されており、元の岩盤が形状を保ったまま移動した地滑り体であると判定される。ただし、南西の約 3 分の 1 の部分（破線で分割して表示）は木々

の間隔がやや開いており、元の面積よりも南西側の広い範囲に広がって、厚さもよりも薄くなっている。

したがって、②の領域は、ブロックとして移動したと見なして、逆にもとあった位置を推定できる可能性がある。その結果は、ブロックの北東の辺がピンクの2本の線が示すように、もともと崩壊部の東側下半分にあった山腹の岩盤（水色の点線で囲まれた部分）が、谷と直交する方向の亀裂（写真20の切り立った面）が入って対岸の約100mのポイントを軸として、 33° 左回転する形で滑って離れたと解釈される。この時、その先端部の約3分の1は、先行する①の崩壊によって形成されていた凹部へ崩れるように広がったため、元の形状に比べて、前方へ面積が広がったと考えられる。これが土石流部の⑤の領域を形成したと推定される。岩盤の破壊が少ない地滑り体では砕屑化して堆積した堆積体に比べて透水性が低いので、溪床に到達した東端側と、対岸の小さな谷の出口に迫った南東側では、水を溜めて天然ダムを形成したと考えられる。

【③の領域の記載】

③の領域は東側半分の上部を占める、植林が断片化され散在的に保存された部分で、平面的には長円形に近い部分である（写真15）。平面面積は約3.5万 m^2 で、崩壊地全体の2割弱ほどである。この領域の上端部には侵食的な滑落崖はほとんど見られず、表層風化物が植林の立木に覆われた原状に近い状態の小さいブロックに分かれて下方に数～数十mだけずれ落ちて停止したような形状となっている。これより下方の部分についても、植林が散在的に直立またはやや傾いた状態で保存されている。この領域と西側の①の領域の滑落崖の境界では、写真19に示すように③側が数m以上高くなっており、この領域では崩壊物質は下方へいくらか滑ったものの、大部分が原斜面の少し下方に止まっている。これは①の領域の上部では20m以上と推定される厚さの風化物が崩落によってほぼ完全に消失しているのとは対照的である。

【③の領域の解釈】

崩積土の多くが、断片化しながらも僅かに下方に移動したに止まり、ほとんどが滑落斜面に止まっていることから、崩壊面の他の領域、すなわち①と②の領域にはほとんど影響を与えていないと考えられる。②の地滑り体の位置復元をすると、③の下方側に位置していたと思われる部分（崩落後の②のブロックの左上＝北西側の辺に当たる部分）に崩壊物質が全く載っていないことから、時系列的には、②の地滑りの発生の後に③の領域が活動したと考えられる。すなわち、③の領域を山腹下方側で支持していた②の領域の回転地滑りにより、重力的に不安定となり小規模な崩壊を起こしたと考えると矛盾しない。②の回転によって開いた上空から見てV字型をしている凹地に、③から崩落してきた砕屑物や倒木が溝状に分布する（写真20の左下）ことも、この推定を支持する。

3. 発生過程の復元とメカニズム

本地域の土石流は、紀伊半島で発生したすべての土石流の中でも最大の礫を含むために極めて破壊的になったことが最大の特徴である。したがって、ここでの斜面崩壊/土石流の現象を理解するためには、そのような極大の巨礫が崩壊前にどのようにして準備されていたかを考察する必要がある。そこで、まずこの考察を行い、次にその延長として斜面崩壊/土石流の発生過程を復元する。

3.1 極大の巨礫の成因

熊野地区の土石流に多数含まれる極大の巨礫は、牟婁層群の分域域で発生した他の大規模な土石流にも共通に認められた。図7の上段に示した、田辺市中辺路町栗栖川の滝尻で発生した牟婁層群合川層K4（鈴木ほか、1979）の砂岩優勢の砂岩泥岩互層の崩壊では、極大の巨礫を多数含む大量の土砂が土石流となって国道311号を越えて富田川に流入し閉塞を起こした。富田川に到達した巨礫は右の写真に見られるように特に巨大で、重機と同じくらいの大きさがあった。図7の中段に示した、田辺市南部の深谷で発生した牟婁層群打越層の砂岩優勢の砂岩泥岩互層U（鈴木ほか、1979）の崩壊でも、右の写真に示したように土石流の末端にまで径2mに達する巨礫が多数に運ばれてきた。下段に示した、田辺市西大谷の峯垣内（みねがいと）で発生した牟婁層群打越層の砂岩優勢の砂岩泥岩互層Uと挟在する礫岩層Cg（鈴木ほか、1979）の崩壊では、径数mに達する砂岩の巨礫が土石流末端部に多数集中しているほか、崩壊地の礫岩部から長径10mを越える極大の巨礫が生じている（左の写真）。



田辺市中辺路町栗栖川の滝尻（図1の㉔および表1の24）の牟婁層群合川層K4の斜面崩壊/土石流
左：土石流堆積物の上に新たに作られた臨時の国道311号線から土石流の上流側を望む。
右：富田川に流入した土石流先端部の巨礫群。復旧作業中の重機よりも大きいものが多数見られる。



田辺市深谷（図1の㉓および表1の23）の牟婁層群打越層Uの斜面崩壊/土石流
左：砂防ダム建設のために下部の土砂が取り除かれているが、滑落崖には風化で断片化した巨礫が露出している。
右：土石流の先端部に含まれていた巨礫群。復旧作業で移動させているが、ここまで到達したものの。



田辺市西大谷の峯垣内（図1の㉕および表1の25）の牟婁層群打越層U, Cgの斜面崩壊/土石流
左：土石流の末端近くから見た土石流堆積物と崩壊地。途中には長径10m以上の巨礫が止まっている。
右：土石流末端には長径数mに達する巨礫が多数到達した。

図7 各地の深層斜面崩壊とそれに伴う土石流

このように牟婁層群は他の地層には見られない極大の巨礫を作り出しているが、これは牟婁層群中に著しく厚い礫岩や砂岩が含まれているからである。鈴木ほか（1979）、中屋（1999）によれば、打越層は細礫を含む粗粒部分のある砂岩からほとんどなるが、上部には中礫～大礫、稀に巨礫を含む礫岩が発達し、厚さは数mから数10mに及ぶ。これらの砂岩・礫岩の厚層が単層であれば風化によって極大の巨礫となると考えられるが、これほど厚層の単層が形成されるメカニズムは考えにくく、宮地（1990）の滝尻での詳細な柱状図によれば、厚くても1～2mであることが確認されている地域もある。本研究では、多数の巨礫の内部構造も観察したが、砂岩部には斜交葉理や平行葉理が確認されることが少なくないが、礫岩部には粒径や並びなどによる層理が見られることはほとんどなかった（図6-Aの写真7,8）。本土石流中最大の礫（図6-Bの写真11）も、葉理の見られない塊状の砂岩であった。巨礫ではしばしば見られる砂岩部と礫岩部の境界は、本来あったと考えられる侵食面や層理面が明瞭に確認できる場合はほとんどなく、両者が混ざり合って漸移するのが一般的であった（図8左）。



図8 巨礫に見られる礫岩層と砂岩層の癒合（左）と合川層 K1 内の砂岩層の側方流動による厚層化（右）

左：土石流先端部の熊野川橋上に乗上げた巨礫（図6-Aの写真2の中央の礫）、立体的に見ると表面に元の層理面らしきものと、その右側に数10cmほどの厚さの漸移部が見える。右：土石流部の②の領域の河岸の露頭（図6-Aの写真5よりも少し上流側）。砂岩層の層厚変化や消失とレンズが見られ、厚い砂岩で顕著である。

砂岩部と礫岩部からなる露頭から礫ができる場合、一般には風化による断片化は岩質の不連続な境界である両者の境界層理面で分離することで生じるが、牟婁層群の砂岩部と礫岩部からなる巨礫ではこのような境界で割れている例は稀であった。これは、砂岩と礫岩、砂岩の内部、礫岩の内部で堆積時にできるはずの弱面が失われたことを意味する。図8左の写真の例で見られるように、礫岩や砂岩の元の単層同士の間境界では、両面の物質がある幅にわたって融合しているので、これが強く接着された直接の原因と考えられる。

このような粒子単位での物質の混ざり合いを引き起こすには、未固結粒子状態での流動が必要であると考えられるが、図8右に示した牟婁層群に一般的に見られる砂岩の側方流動はこれを支持する。牟婁層群では、この写真に見られるように、泥岩に挟まれた砂岩がレンズやくさび形になっていることが多く、堆積時の層厚が側方に保たれていることは稀である。この現象は、牟婁層群が、その中の砂層が固結して砂岩になるよりも前の未固結の段階で造構運動を受けたことによる。牟婁層群は、大陸斜面上部（紀州四万十帯団体研究グループ、2012）、さらに一部は大陸棚（宮地、1990）とも考えられる場所に堆積した地層である。プレートが沈み込んで付加体を形成する場所では、下側から順にプレートを構成するかんらん岩層、はんれい岩層、玄武岩層の上に、海洋で堆積したチャート、さらにその上に海溝に達してから重なる海溝充填堆積物があり、これらすべてが潜り込み始めたところでそのさらに上に大陸斜面の新しい堆積物が被さる。この堆積物は最上位にあるため、上層から順次剥ぎ取られていく付加作用では、最も新しいにもかかわらず、順番としては最初に外れるようにして変形を受ける。このようにして、固結する前に付加作用による褶曲構造が作られる過程で、泥岩より柔軟性の小さい砂岩や礫岩

は、横方向に引きちぎられたり、逆に集まったりして、本来の層厚から大きく異なる厚さになる。この視点から熊野地区の崩壊面を確認したのが、図9である。

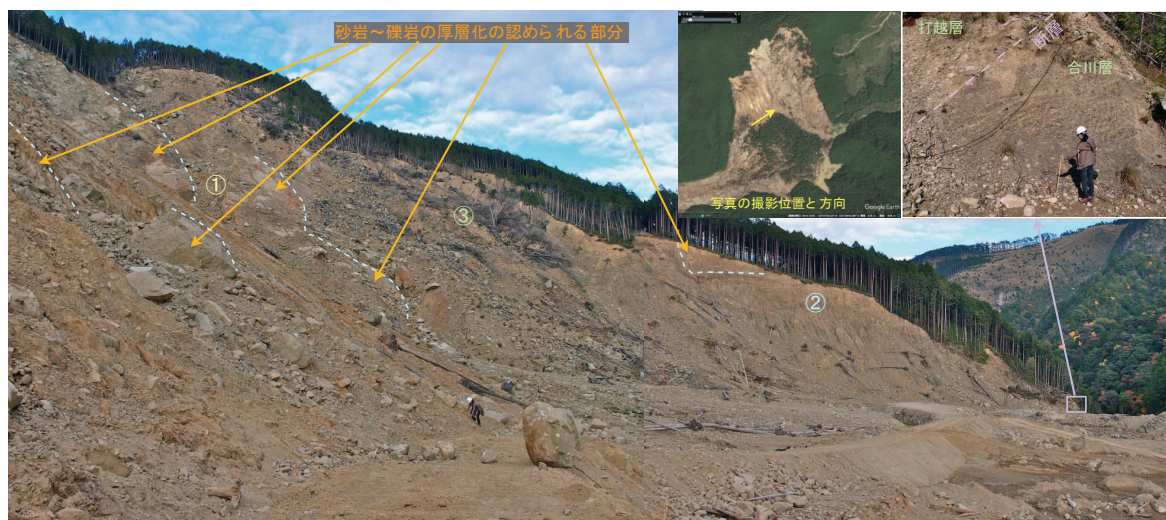


図9 崩壊地の表面に現れた地層の構造

崩壊地の大局的な地質構造については、発生前からの鈴木ほか（1979）などによる地質調査の結果、南西にブランチする北東-南西方向の軸を持つ八丁坂向斜の北翼に当たる部分であることが明らかにされており、南東方向に傾斜する打越層最上部から合川層下部にかけての地層が分布する（図3）。そして、その斜面上部には北東-南西方向に伸びる南落ちの断層が推定されていた。斜面崩壊の主要な地質要因が地層の傾斜と地形の傾斜が同じ傾向の“流れ盤”であることは、崩壊後の最も初期の調査である深川編（2011）で指摘されている。後・江種（2015）は、この流れ盤に加えて、上記の断層に伴う破砕帯や断層に平行する節理面に地下水が浸透・集中したことが誘因となって、崩壊が発生したと推定している。一方、千木良ほか（2012）は、流れ盤の構造に加えて、崩壊斜面下部の右側方で地層が流れ盤とは逆の北傾斜になっている部分を見出し、崩壊斜面の中腹に斜面下方に向かって正座をしたときの足のような座屈構造を認定し、重力変形斜面であったことを大きな要因とした。

崩壊地の左側方下部には図9の右上の写真のように断層が認められ、両側の地層の違いから逆断層であることが分かるが、この断層に調和的な節理等が崩壊の誘因となったと考えることは、前章の斜面崩壊部での崩壊がこの断層から北へ300～400m離れた場所で最初に発生していることや、近くの岩盤がこの断層に直行するように回転地滑りを始めたことなどが本研究で解明されたことから、この可能性はほとんどないと考えられる。一方、座屈については、筆者の調査時点では千木良ほか（2012）の崩壊斜面の右側方下部の露頭は確認できなかったが、図9の②の回転地滑りで開いた面に現れた露頭（詳細は、図6-Cの写真20を参照）では、水平に近い地層が北側で折れ曲がるように直立しており、座屈と調和的な変形が見られた。千木良ほか（2012）は、座屈で逆転した地層に開口割れ目は発達していなかったと記しているが、この露頭では砂岩には割れ目が発達しており重力変形をうかがわせる。ただし、ここは地表に近く強い風化を受けているので、断片化は風化の結果かもしれない。

図9で、土石流の巨礫を供給した崩壊斜面上部①の砂岩・礫岩部を見ると、滑落面は平滑で一様な傾斜をしている（図6-Cの写真16にその一つを表示）が、そこに露出した砂岩・礫岩層の表面はいずれの場所でも波打っている。このように繰り返し波打っている場合には、すべり面は波面を連ねた面で滑るデコルマンができる（千木良，1998）ので、ここでもそのような現象が起こったと解釈される。この波面構造の成因については、この場所に露出する砂岩・礫岩もそれが落下した巨礫の砂岩・礫岩も極めて硬質で、開口割れ目は全く認められないことから、この場所が斜面になって後の重力変形によるものではなく、図8で確認したように未固結段階で受けた付加作用時の変形によるものと解釈される。この変形は砂や礫の流動を伴うので、砂岩と礫岩、砂岩内部、礫岩内部にもともと存在していたであろう前記の弱面では癒合が起こり、その結果、単層単位では考えにくい数10mに

も達する厚層の硬質の礫岩～砂岩“層”が形成されたと考えられる、また、流動によって、図8でも見られたように本来の層厚よりも厚くなった部分と薄くなった部分ができ、それが図9ではより大規模な波打つ表面となって現れ、このうちの膨らんだ部分は極大の巨礫を作り出す母体となったと推定される。このような場所に、崩壊前の大量降雨で、流れ盤の構造に沿って地下水が激しく浸入したことが推定されるが、発生2年後の調査時においても滑落崖下の岩盤からは湧水が見られ（図6-Cの写真17参照）、工事関係者の話では以前はもっと大量の湧水が続いていたという証言からも、地下水圧の上昇が誘因となったことはほぼ確実と考えられる。

3.2 斜面崩壊と土石流の発生過程の復元

ここまでの土石流/斜面崩壊の各部の記載と解釈、崩壊原因や巨礫の起源に関する地質学的考察から、本地域の土砂災害の発生過程の復元が可能である。誘因としての降雨については、深川[編]（2011）、和歌山県（2013）を初めとしてすでに詳細が報告されているので省略するが、9月1日から降り始めた雨は2日に入ると時間雨量が時間とともに増加し、3日未明に一旦小康状態となるものの、その後さらに上々を続け3日夜半から4日未明にかけてピークを迎え、この間の連続雨量は日本の観測史上最多となった。斜面崩壊の発生する9月4日の夜明け頃には急速に時間降雨量は減り、斜面崩壊/土石流の発生した時刻には小降りになっていたと推定される。



図10 斜面崩壊/土石流の発生順序

復元された斜面崩壊と土石流の発生順序を、Google Earthの9月8日の衛星画像上に示した（図10）。以下に時系列にそって発生した出来事を記述する。

- 1) 9月4日午前6時40分頃、熊野川の源流部の右岸斜面の、後の崩壊部全体の西半分当たる図6-Aの①の領域で、標高720～770mの稜線に迫る標高650m（西側）と標高約700m（東側）の高度からでいずれも幅約100mにわたって、標高450m前後の溪床までの大規模な滑落が一気に起こった。この崩壊では滑落崖の標高500mより上位では物質がほとんどすべて失われて、崩壊物質に含まれていた長径が最大で20mにも達する多数の極大巨礫が一気に滑り落ちて深さ3mにも達する最長200mの長さの擦痕を傾斜約40°の滑落崖に多数残した。崩壊幅は下方に向かって右側側方へ50mほど広がり、溪床では約250mとなる。ここに勢いよく崩落してきた崩壊物質は、対岸の約18°の傾斜の山腹を、最高で27m遡上して表層を侵食した後、下方の谷の方向へ90°以上右へ向きを変えて流下した。

- 2) この遡上物質は、遡上にまで至らなかった多くの崩壊物質と一緒に、巨大な土石流に移化し、途中の溪谷河岸をその前部が侵食した後に後続流の物質を底に堆積させながら、最終的に1,500mあまり流下した。崩壊部から約1,000m下流側の土石流部の③の領域までは、溪床勾配は $6\sim 7^\circ$ 程度で、土石流としては堆積域なので全域に厚い碎屑物を溪床に残したが、上流側はその延長部が崩壊斜面の下半分にまで架かった状態で止まった。土石流上流部の上流側の④の領域では、土石流としての流下距離がまだ短いため、上下方向の級化も前後方向の分級もあまり行われていない堆積物を残したが、下流側の③の領域では、流下中に巨礫が先端部に集中して、それらがその先の①の領域まで移動した結果、③の領域には後続の細粒物質を中心とした碎屑物が堆積した。④から③の領域にかけての粒径や淘汰度のこのような漸移的な変化は、表面の微地形が④の領域では起伏が大きいものに対して、③の領域に向かって平坦になるという変化と、堆積物の厚さが④の領域の20mから③の領域の10数mとやや減少する傾向も伴った。
- 3) 長距離の流下の過程で前後方向に分級が進んだ状態になって②の領域の狭窄部に入った土石流は、前方の極大巨礫を含む大きな運動エネルギーを持つ部分を①の領域へ通過させた。①の領域は開けた場所であるため、土石流は面的に拡散するとともに厚さを急速に減じた。この結果、②の領域で土石流の最大流動深は10数mから10m程度までに減じた。①の領域に入ると、底面との摩擦面積が増えたことで流下のエネルギーが急速に失われて、ここまで流下してきた土石流物質のすべてをこの場所に堆積させた。この堆積の過程では堆積物の厚さは上流側から下流側へ向かって10mから最終的に3m程度へと薄くなった。この時、上方粗粒化した土石流の上位にあった巨礫は底面からの摩擦の影響を受けにくかったことから広い範囲に拡散し、多くの巨礫が先端部に到達した。
- 4) 各地点での土石流の最大流動深や最大幅は、土石流がそこに残した堆積物の厚さや幅ではなく、溪谷斜面に残された侵食の幅や溪床からの比高として推定できる。その結果、土石流は、最上流部の⑤の領域では深さ約25mで幅100~135m、300mほど下流の④の領域では深さ20~30mで幅85~105m、400mほど下流の③の領域では深さ20~30mで幅85~105m、②の狭窄部では深さ20mで幅40m、①の領域では深さは10m~3mで幅は100m~40mへと変化した。
- 5) 上記の一連の斜面崩壊/土石流とは別に、崩壊地では最初の崩壊地の東側の下部で回転を伴う大規模な地滑りが発生した。このブロックの元の位置の西南西側には、最初の①の崩壊で深くえぐり取られた部分ができていたので、下方側の支えを失って重力的に不安定になり移動した。地滑り体の大きさは最初の西側で起こった崩壊の約半分であるが、溪床からの比高が最も高い部分で約80mと位置エネルギーが小さかったため、岩盤はその上の植林を立木のまま保つようにゆっくりと滑り落ちた。この地滑りにより溪谷の上流側に天然ダムが形成され、対岸の谷がおぼれ谷となった。さらに下流側では、先の①の崩壊で最も上流側に残留していた堆積物の上にこのブロックが乗り上げる形で、薄く広がるように溪流下流側に分布を広げた。その一部がより下流側の土石流堆積物の上に重なり、先端部が盛り上がり小さな天然ダムを形成した。その後、ここに流入する泥水からの沈殿によりこのダムは埋積され、泥質の平坦面を形成した。
- 6) 最後に、5)の地滑りの結果、その山腹上方の物質が下方側の支えを失い重力的に不安定となり、小ブロックに分離するようにして下方に移動した。この移動は下方側ではやや大きく、地滑りによってできていた下方側の凹地に崩れ落ちたものが少しあるが、大部分は元の位置からの少し下方にずれ落ちた程度で、この範囲では地形的には深くえぐられた状態にはならなかった。このため、大規模な崩落が発生した崩壊部の西側とは対照的な状態となっており、崩積土の大部分は斜面に残った。

4. おわりに

紀伊半島では、2011年の豪雨による土砂災害よりも大規模で多数の土砂災害が1989年(明治22)年に発生している(宇智吉野郡役所, 1891; 和歌山県, 1963)。本研究で対象とした牟婁層群の分布域でも大きな土砂災害が発生したと思われるが、奈良県側の十津川村と異なり、和歌山県側では個別的な記録がほとんどなく土砂災害の具体的な予見は難しかった。しかし、2011年の災害で、本研究を通して牟婁層群が極大の巨礫を含む紀伊半島で

も最も破壊的な土石流を発生させる地質帯であることが明らかになった。本研究では地質学の視点から、堆積物や侵食の状態を調査し、牟婁層群地帯で発生した最も大きな斜面崩壊/土石流の発生過程を詳細に復元した。この研究により、この渓谷にも見られた旧土石流堆積物が今回の土石流と酷似しており、地域の自然災害の特徴を教えてくれるものであったことが判明した。このことは、防災上、多様なタイプの土砂災害のうちから、各地区で発生する可能性が高い土砂災害のタイプを絞り込むことが可能であり、それによって、下流へ移動するのか、高台へ移動するのか、対岸へ移動するのかなどの最も安全と思われる避難行動への効果的な指針となる。平成 25 年の災害対策基本法の改正では、従来のように市区町村が防災計画を策定するのではなく、地区居住者等が地区防災計画の素案を作成して市区町村に提案することになった。しかし、それには地区ごとの自然災害の特性を住民自身が把握していることが、適切な計画を作成するための前提として不可欠である。地域の河川を本研究の成果の視点から見直すことで、地区の自然がどのようなタイプの斜面崩壊や土石流を起こすかを絞り込めるようになることが期待される。

最後に本地区での土石流により亡くなられた方、行方不明の方のご冥福をお祈りするとともに、被災されて家に大きな損害を受けた熊野地区の方々の復興を祈念する。本地区での被害を大きくした土石流の極大の巨礫は、土石流発生時の被害を避けることができさえすれば、他の渓谷では見ることできない巨礫による独特の壮大な自然美を作り出してくれる。紀伊半島における地質学的視点からの著者自身のこれまでの研究(林 2012a, c, e, 2014)などと総合すると、自然の営みを地質学的に深く理解することが、防災と振興を両立させることにつながるのではないかと考える。そのためには学校教育の段階、社会教育の段階での林(2012b, d)の取り組み方に関する研究を今後とも発展させていくことが必要であると考えている。

本研究には、科学研究費補助金(基盤研究(C) 課題番号 23501035, 16K01044)を使用した。また、熊野地区の復旧工事中の調査に便宜を図っていただいた国土交通省近畿地方整備局紀伊山地砂防事務所および株式会社森組、土石流発生時の状況等のお話を聞かせていただいた地元の方々、地形図・地質図・地質情報・衛星画像を利用させていただいた国土交通省 国土地理院、国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター(旧地質調査所)、Google Earth 等の諸機関に感謝する。

参考文献

- 荒牧重雄(1965) 熊野酸性火成岩類の噴出様式. 地質雑, **71**, 525-540.
- 荒牧重雄・羽田 忍(1965) 熊野酸性火成岩類の中部および南部の地質. 地質学雑誌, **71**, 494-512.
- 千木良雅弘(1995) 風化と崩壊. 近未来社, 名古屋, 204p.
- 千木良雅弘(1998) 災害地質学入門. 近未来社, 名古屋, 206p.
- 千木良雅弘(1995) 風化と崩壊. 近未来社, 名古屋, 204p.
- 千木良雅弘・松四雄騎・ツォウ チンイン・平石成美・松沢 真・松浦純生(2012) 2011 年台風 12 号による深層崩壊. 京都大学防災研究所年報, **55 A**, 193-211.
- 深川良一[編](2011) 平成 23 年台風 12 号による紀伊半島における地盤災害調査報告書. 地盤工学会関西支部, 199p.
- 林 慶一(2012a) 斜面崩壊・土石流の防災教育のための基礎研究-平成 23 年台風 12 号による紀伊半島での地盤災害の調査に基づいて. 日本地学教育学会第 66 回全国大会・平成 24 年度全国地学教育研究大会 岩手大会講演予稿集, p.32-33.
- 林 慶一(2012b) 地質の学習を土砂災害の防災教育に活かす方法. 日本地学教育学会第 66 回全国大会・平成 24 年度全国地学教育研究大会 岩手大会講演予稿集, p. 66-67.
- 林 慶一(2012c) 平成 23 年台風 12 号によって紀伊半島で発生した地盤災害にみられた地質との関連性. 日本地質学会第 119 年学術大会講演要旨, p. 151.
- 林 慶一(2012d) 土砂災害に対する防災能力を育成するために求められる理科教育の内容の改善. 平成 24 年度日本理科教育学会近畿支部大会(奈良大会) 発表論文集, p. 64.

- 林 慶一 (2012e) 紀伊半島の四万十帯音無川層群における土砂災害の特徴-2011 年台風 12 号による田辺市奥番地区での斜面崩壊の調査に基づいて-. 甲南大学紀要, 理工学部編, 59, 21-36.
- 林 慶一 (2014) 平成 23 年台風 12 号により那智川水系金山谷川で発生した斜面崩壊・土石流の発生過程の復元-熊野酸性岩類の花崗斑岩の崩壊・大規模土石流の特徴-. 甲南大学紀要, 理工学部編, 61, 1-28.
- 地盤工学会 (2003) ジオテクノート 12 土石流. 地盤工学会, 東京, 154p.
- 紀州四万十帯団体研究グループ【編著】 (2012) 紀伊半島における四万十付加帯研究の新展開. 地学団体研究会専報, no. 59, 地学団体研究会, 東京, 310p.
- 宮地良典 (1990) 紀伊半島四万十累帯牟婁帯に見られる大規模斜交葉理砂岩. 地質学雑誌, 96, 869-872.
- 中屋志津男 (1999) 紀伊半島の地質 4 四万十帯. In 紀伊半島の地質と温泉, Urban Kubota, no. 38, 20-27.
- 水谷武司 (2009) 防災基礎講座 災害予測編. 防災科学技術研究所, 自然災害情報室. 7. 土石流・岩屑なだれ, http://dil.bosai.go.jp/workshop/03kouza_yosoku/s07dosekiryu/debrisflow.htm.
- 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・仲野公章・横山康二 (1977) 土石流の総合的観測 その 3. 1976 年焼岳上々堀沢. 京都大学防災研究所年報, 20B-1, 237-263.
- 鈴木博之・原田哲朗・石上知良・公文富士夫・中屋志津男・坂本隆彦・立石雅昭・徳岡隆夫・井内美郎 (1979) 栗栖川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 54p.
- 高橋 保 (2004) 土石流の機構と対策. 近未来社, 名古屋, 432p.
- 高橋 保 (2006) 土砂流出現象と土砂害対策. 近未来社, 名古屋, 420p.
- 後 誠介・江種伸之 (2015) 紀伊半島の地形・地質と平成 23 年斜面災害. 和歌山大学防災研究教育センター紀要, no. 1, 5-12.
- 宇智吉野郡役所 (1891) 吉野郡水災誌. 巻の壱~十一(1977・1981 復刻).
- 和歌山県 (1963) 和歌山県災害史. 和歌山県, 582p.
- 和歌山県 (2013) 平成 23 年紀伊半島大水害記録誌. 和歌山県, 304p.
- 吉松敏隆 (1999) 地域区分と境界断層. In 紀伊半島の地質と温泉, Urban Kubota, no. 38, 8-9.

Process of the catastrophic landslide and debris flow from the sedimentary rocks of the Muro Group in the Yuya River, Kii Peninsula, Japan

Keiichi Hayashi

Geoscience Laboratory, Faculty of Science and Engineering, Konan University, Kobe 658-8501, Japan

Abstract

The longest and most destructive debris flow among many sediment disasters induced by Typhoon 1112 (Talas) has happened in the uppermost stream part of the Yuya River in Kii Peninsula, where is covered by the sedimentary rocks of the Muro Group of the Shimanto Supergroup. The group which consists of extraordinary thick sandstone and conglomerate beds generated by the transformation and conglutination of the unconsolidated sand and gravel layers, gave many very large boulders that made the debris flow fast and destructive heavily. The changes of grain size, sorting, thickness and other characteristic of the debris flow sediments and shape, erosion, energy and other factors of the catastrophic landslide are described in this paper. Consequently, the process and mechanism of the landslide and following debris flow are revealed, based on the field observation and analysis of satellite photo by Google Earth.

Key words: debris flow, catastrophic landslide, geology, Muro Group, very large boulder, Kii Peninsula